doi:10.13866/j.azr.2019.01.20

阿尔泰山北部过去 2 000 a 来的气候记录集成[①]

张东良[1,2]， 李寅波[3]， 杨运鹏[1]， 兰 波[4]

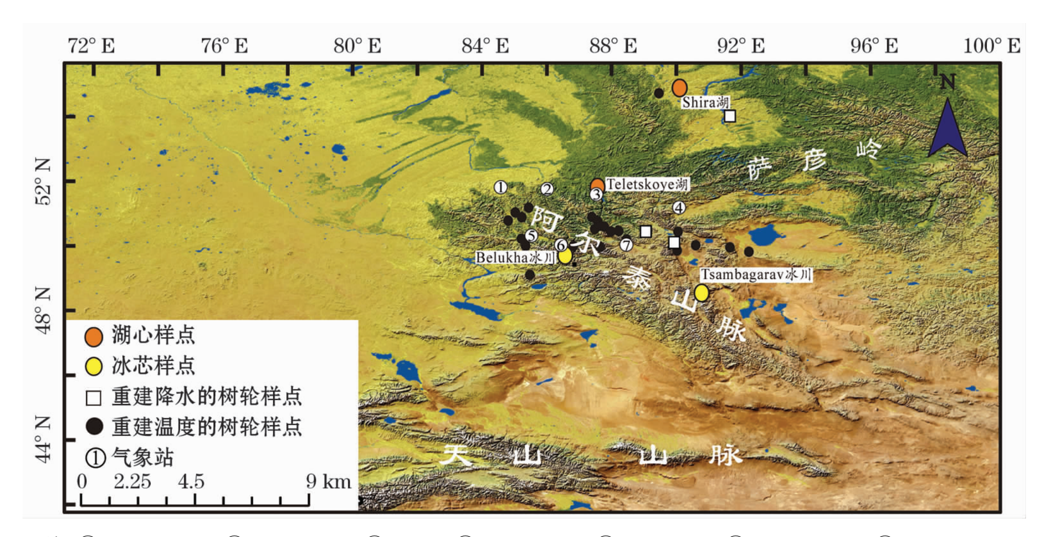
(1. 中国科学院新疆生态与地理研究所,新疆 乌鲁木齐 830011;
2. 中国科学院中亚生态与环境研究中心,新疆 乌鲁木齐 830011;
3. 新疆大学资源与环境学院,新疆 乌鲁木齐 830046; 4. 重庆三峡学院,重庆 404000)

摘 要: 在综述阿尔泰山北部过去 2 000 a 气候变化研究成果的基础上,归纳了文献中所包含气候信息的地理一致性。就气温而言,基于阿尔泰山北部湖芯、树轮和冰芯重建的气温序列真实记录了北半球的重要气候事件,包括罗马最适宜期(0—400 年)、黑暗时代冷期(400—600 年)、中世纪暖期(800—1200 年)、小冰期(1400—1860 年)和现代暖期(自 1860 年以来)。由太阳活动主控的太阳辐射变化是过去 2 000 a 来阿尔泰山北部气温变化的主导因素,过去 150 a 来大气 CO_2 的增加是现代暖期(自 1860 年以来)升温的主导因素。就降水而言,阿尔泰山北部过去 2 000 a 的降水变化趋势显示,高降水时段出现在 0—450 年、600—800 年、1050—1300 年、1650—1860 年,低降水时段出现在 450—600 年、800—1050 年、1300—1650 年、1860—2000 年。此外,阿尔泰山北部过去 2 000 a 来气温和降水的组合并不支持所谓的"暖干—冷湿"水热配置模式。

关键词: 气候记录; 树轮; 湖芯; 冰芯; 阿尔泰山

为了更好地理解过去气候变化的规律和驱动机制以及解决一些重要的考古学问题,对高分辨率的过去气候记录的需求更加迫切[1]。最新的数据集成结果表明,全球许多区域关于古气候记录的资料是不足的,特别是在富含考古遗址的欧亚草原区[2-17](包括阿尔泰山北部)(图 1)。同时,20 世纪的气候变暖已备受科学家及社会公众的广泛关注。但是,全球不少区域仍然缺乏对 20 世纪气候变暖响应的资料,阿尔泰山北部正是这样一个仍然缺乏响应资料的区域。

笔者选择过去 2 000 a 作为讨论时段是基于以下两点:第一,过去 2 000 a的记录大多具有分辨率



注:① Soloneshnoe, ② Kyzyl-Qzek, ③ Yailu, ④ Mugur-Aksy, ⑤ Ust-Coksa, ⑥ Kara-Tyurek, ⑦ Kosh-Agach

图 1 阿尔泰山北部的地理位置和研究点(湖芯、冰芯和树轮点)及气象站

Fig. 1 Geographic locations of the North Altay Mountains, studied lake core, ice core and tree-ring sites and meteorological stations

① **收稿日期:** 2018-01-22; **修订日期:** 2018-08-09
基金项目: 国家自然科学青年基金项目(41803024);国家自然科学基金面上项目(41771234)资助
作者简介: 张东良(1990-),男,助理研究员,主要从事中亚过去气候变化研究. E-mail: zhdl@ms.xjb.ac.cn

高和年代可靠的特点;第二,过去 2 000 a 是人类文明演化最关键的时段,此期间的气候变化也成为了科学家最关注的课题之一。本文综述了阿尔泰山北部过去 2 000 a 陆地档案(湖芯、树轮和冰芯)所记录的气候信息,旨在更好地理解区域气候变化规律和驱动机制。所选用的气候序列包括 2 个湖芯、6 个树轮序列和 2 个冰芯,样点分布见图 1,样点地理属性及相关信息见表 1、表 2 和表 3。

1 地理背景

阿尔泰山呈西北—东南走向,耸立于亚洲腹部的干旱荒漠和干旱半荒漠地带(图 1)。整个区域气候为典型的温带大陆性气候。本文的关注点在阿尔泰山北部。该区域位于俄罗斯和蒙古境内,包括阿尔泰山北坡、西萨彦岭和蒙古高原西部。该区域年平均气温为 1.48 ℃,年平均降水为 499.64 mm(图 2)。在当前变暖背景下(图 2a),阿尔泰山北部降水在近 50 a(1966—2015 年)以 −1.41 mm·(10a)$^{-1}$ 的速率缓慢下降(图 2b),年降水主要集中在 4—9 月(图 2d)[3]。山区发育河流主要有卡通河(鄂毕河左侧支流)、比亚河(鄂毕河右侧支流),并发育众多湖泊,其中最著名的属 Teletskoye 湖。该地区水汽来源主要有西风环流携带的北大西洋水汽和地中海气团[34-35]。其中,西风环流带来的北大西洋水汽顺哈萨克斯坦斋桑泊谷地和额尔齐斯河谷地长驱直

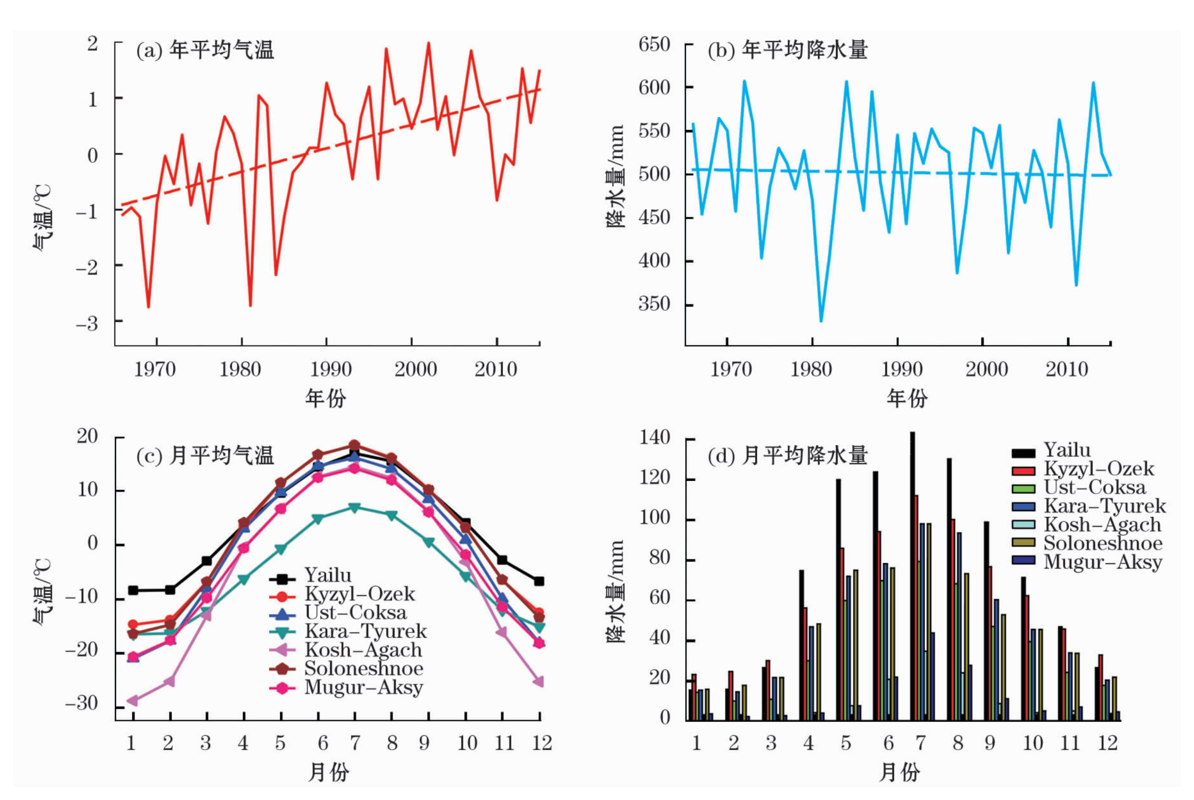


图 2 1966—2015 年阿尔泰山北部气温和降水变化

Fig. 2 Change of temperature and precipitation in the North Altay Mountains during the period of 1966 – 2015

表 1 阿尔泰山北部湖芯样点的地理属性

Tab. 1 Geographical attributes of lake cores in the North Altay Mountains

序号	研究区	纬度(N)	经度(E)	海拔/m	夏季气温/℃	冬季气温/℃	年均降水量/mm	测年材料	测年数量	分辨率/(a·cm^{-1})	来源文献
1	Shira 湖	54°30′	90°12′	353	18	−19	300	有机质	9	16	[18]
								有机质	3	78	[19]
								纹层	–	1	[20]
2	Teletskoye 湖	54°39′	87°40′	434	11.5	−12.5	900	有机质	9	16	[21]
								有机质	9	16	[22]
								有机质	16	55	[23]

表 2　阿尔泰山北部树轮序列相关信息

Tab. 2　Information of tree-ring sequences in the North Altay Mountains

序号	研究区	重建要素	方差解释量/%	序列长度/a	来源文献
1	东南部	6—7 月气温	86	1 000 (1000—1999 年)	[24]
2	中部	6—7 月气温	52 ~ 56	910 (1090—1999 年)	[25]
3	Dzehlo	6—7 月气温	30 ~ 56	1 500 (500—2000 年)	[26]
4	Mongun	早夏季气温	50	2 000 (0—2000 年)	[27]
5	Koksu、Mongun、Aktash	7—8 月降水量	–	200 (1800—2005 年)	[28 – 29]
6	Abakan 附近	8 月至翌年 7 月降水量	56	127 (1875—2012 年)	[30]

表 3　阿尔泰山北部冰芯相关信息

Tab. 3　Information of ice cores in the North Altay Mountains

序号	名称	纬度(N)	经度(E)	海拔/m	重建要素	来源文献
1	Belukha 冰芯	49°48′26″	86°34′43″	4 062	3—11 月气温和年积累量	[31 – 32]
2	Tsambagarav 冰芯	48°39′	90°50′	4 130	年积累量	[33]

入,向北遇阿尔泰山抬升,降水较为丰富,随高度递增、由西向东递减。

2　过去 2 000 a 气候与水文变化的湖芯记录

2.1　Shira 湖芯记录的水文变化

位于阿尔泰山北部的 Shira 湖面积达 35.9 km^2,最大水深约 24 m,主要接受 Son 河(约 50%)和地下水(约 17%)的补给。湖区年平均降水量约 300 mm,年平均夏季气温约 18 ℃,年平均冬季气温约 –20 ℃(表 1)。Shira 湖具有明显的季节分层(即纹层)和与之相关的化学特性。详细来说,冷季湖底沉积富含有机质和钙镁碳酸盐,暖季沉积中碎屑沉积和碳酸盐增加,Ti、Fe、Ni、Rb、Y 和 Zr 元素富集[18]。湖芯纹层的颜色和对应的化学组分特征为建立可靠的年表奠定了基础,而可靠的年表是重建年际分辨率的气候和水文变化的保障。Kalugin 等[19]依据器测时段湖芯元素含量和降水量的定量关系,重建了 Shira 湖区过去 2 000 a 的降水历史(图 3a)。重建结果显示,高降水量时段出现在 0—450 年、600—800 年、1050—1300 年、1650—1860 年,低降水量时段出现在 450—600 年、800—1050 年、1300—1650 年、1860—2000 年。Darin 等[18]依据Shira 湖芯沉积的化学特性,重建了过去 1 500 a 的湖水位波动历史(图 3b)。定量重建的 Shira 湖水位与年降水量在过去 1 500 a 中有较好的对应关系。二者对应关系最差的时段是:500—600年和 1860—2000 年。在这两个时段里,高湖水位对应的是低降水量。

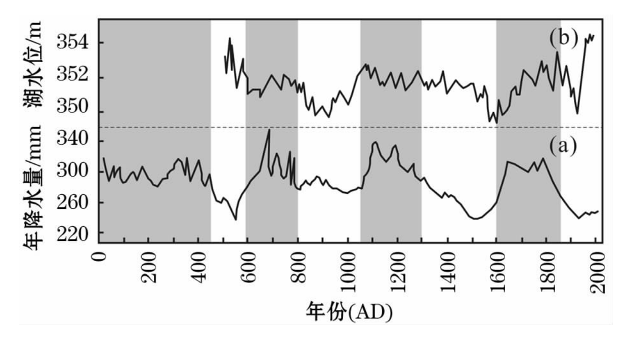


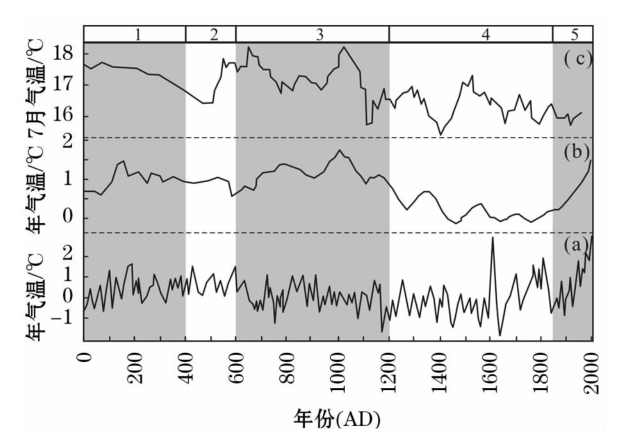
图 3　Shira 湖定量重建的年降水量(a)[18]和湖水位曲线(b)[19]

Fig. 3　Quantitatively reconstructed annual precipitation (a)[18] and lake water level (b)[19] in the Shira Lake region

Shira 湖区过去 2 000 a 的年降水量与湖水位发生了明显的波动,湖区生态系统也对这些波动作出了响应[20]。结果显示,0—1040 年高孢粉浓度和主导的木本孢粉(*Betula*、*Pinus*)表明区域孢粉产量较高且有浓密的植被覆盖。1040—1960 年孢粉含量(如 *Pinus*, Cyperaceae, Polypodiaceae, *Botryococcus*)波动幅度较大且频率较高。随后木本孢粉含量达到最大,主要是桦木孢粉含量的增加。总体来看,Shira 湖沉积物定量重建的年降水揭示了低降水量时段出现在 400—600 年、800—1050 年、1450—1650 年和 1860 年以来;高降水量时段出现在 0—400 年、600—800 年、1050—1450 年和 1600—1860 年。

2.2　Teletskoye 湖芯记录的气温变化

Teletskoye 是阿尔泰山北部最大的淡水湖,湖水平均深度约 174 m,湖区年平均降水约 900 mm,年



注:记录了 5 个重要的气候事件:① 罗马最适宜期;② 黑暗时代冷期;③ 中世纪暖期;④ 小冰期;⑤ 现代暖期。

图 4 Teletskoye 湖芯记录定量重建的气温曲线

Fig. 4 Temperature reconstructions inferred from the Teletskoye Lake in the North Altay Mountains

夏季气温约 12 ℃,年冬季气温约 -12.5 ℃(表 1)。该湖沉积物密度(XRD)和 Ti 含量代表河流水动力的强弱,Sr/Rb 比代表未风化的碎屑组分,与受气温控制的冰川消融水相关联,Br 含量代表直接响应于气温的湖泊生产力。Kalugin 等[22]利用经 Barnaul 气象数据校正的 $T=f(XRD,Ti,Sr/Rb,Br)$关系($r=0.98$,误差范围为 ±0.11 ℃),成功重建了过去 3 000 a 所记录的年气温变化(图 4a)。Babich 等[21]利用此关系定量重建了过去 1 300 a 的年气温,并发现此气温与泰加林组分正相关($r=0.43$),与草原组分负相关($r=-0.77$),回归分析得到孢粉组分定量重建年气温的函数为:$T=0.163\ 3\times$泰加林组分$-0.151\times$草原组分$-1.381\ 7$,借助该公式将阿尔泰山北部年气温扩展至过去 4 000 a。Rudaya 等[23]利用湖芯孢粉将气温数据扩展至过去 4 500 a。

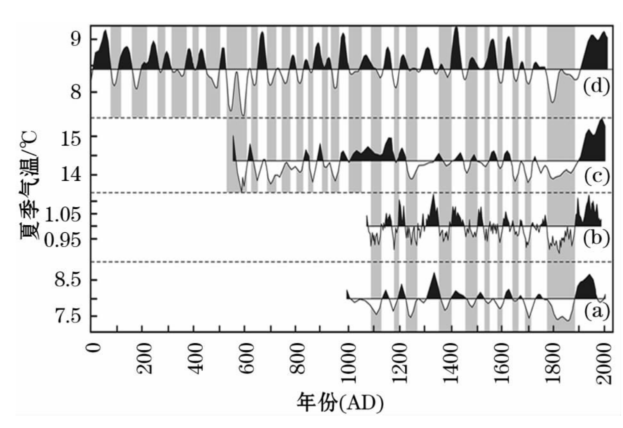
图 4 中 3 条气温曲线呈现较为一致的变化趋势,很好地记录了过去 2 000 a 重要的气候事件,包括罗马最适宜期(0—400 年)、黑暗时代冷期(400—600 年)、中世纪暖期(600—1200 年)、小冰期(1200—1860 年)和现代暖期(自 1860 年以来)。虽然基于地化指标重建的年气温(图 4a)很好地揭示了过去 150 a 的升温,但它既没有显现中世纪暖期的高温信号,也没有显现黑暗时代冷期的低温信号。

3 过去 2 000 a 来气候变化的树轮记录

3.1 气温

通过树木年轮表和考古木衔接,阿尔泰山北部已经取得了多条超过 1 000 a、分辨率为年,对气温有指示意义的树轮年表[24-27],最长的树轮年表扩展到过去 2 367 a[26]。大量研究表明[24-27, 36-38],阿尔泰山北部树木的生长主要受夏季气温的控制。因此,基于树轮宽度重建的过去气候变化大多集中在夏季气温。这些重建结果基本呈现较为一致的波动趋势,使得初步重建阿尔泰山北部过去 2 000 a 的夏季气温历史成为可能(图 5)。

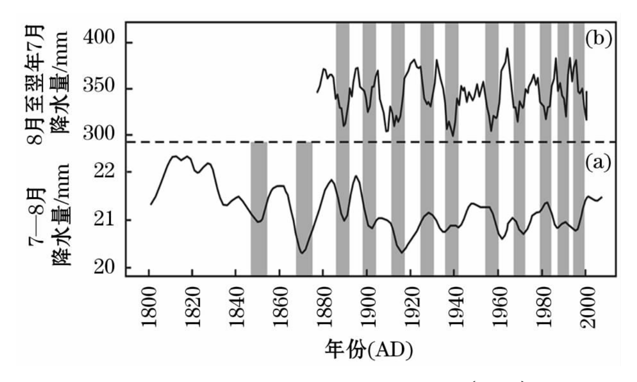
Ovtchinnikov 等[24]的重建显示,约 1400 a 之后气温开始下降(图 5a),正好对应着小冰期的开始。小冰期最严酷时期出现在 18 世纪末至 19 世纪初,此次变冷导致树木碳同位素值偏低(约 1840 年)[28]、树轮缺失[24]和死亡[38]。最明显的升温仅出现在 1310—1360 年和 1900—1950 年。在高低频率变化上,Panyushkina 等[25]的重建(图 5b)与 Ovtchinnikov 等[24]的重建具有非常好的一致性。Myglan 等[27]利用 Severo-Chuiskii 山南坡的西伯利亚落叶松树轮资料将阿尔泰山北部夏季(6—7 月)气温重建扩展至过去 1 500 a(图 5c)。结果显示,中世纪暖期发生在 1000—1250 年。随后气温开始下降并呈现低幅度波动。此气温重建也记录了小冰期最严酷的时段(18—19 世纪)。不过,Myglan 等重建的过去 1 500 a 的最低气温时期出现在 6 世纪中期,而不是 18—19 世纪。在增温方面,20 世纪后期是过去 1 500 a 来最温暖的时期。Myglan 等[26]利用采自 Mongun 地区的树木,将阿尔泰山北部早夏季



注:(a)来自 Ovtchinnikov 等[24](1000—1999 年);(b)来自 Panyushkina 等[25](1090—1999 年);(c)来自 Myglan 等[26](500—2000 年);(d)来自 Myglan 等[27](0—2000 年)。

图 5 阿尔泰山北部树轮记录的过去 2 000 a 的夏季气温变化

Fig. 5 Tree-ring-recorded summer temperature variations in the past 2 000 years in the North Altay Mountains



注:(a)基于树轮碳氧同位素重建的7—8月降水量[28-29];(b)基于树轮宽度重建的8月至翌年7月降水量[30]。

图6 阿尔泰山北部过去200 a的降水变化

Fig. 6 Tree-ring-recorded precipitation variations in the past 200 years in the North Altay Mountains

气温扩展至过去2 000 a(图5d)。与过去1 500 a的重建一样[27],过去2 000 a的重建[26]也明显地记录了中世纪的变暖和小冰期的变冷。与上述分析过去1 500 a的重建[27]不一样的是:过去2 000 a的重建[26]中有4个时期的夏季气温接近20世纪后期。也就是说,20世纪后期的"高温"并不是过去2 000 a来唯一的"高温"。

虽然阿尔泰山北部夏季气温的4条曲线在变化幅度上存在差异,但它们的变化基本是同步的。在10 a尺度上,较冷时期有529—553年、576—605年、1778—1900年,较暖时期有40—66年、652—676年、969—991年、1405—1432年、1554—1573年、1612—1630年、1900年至今[26]。

3.2 降水

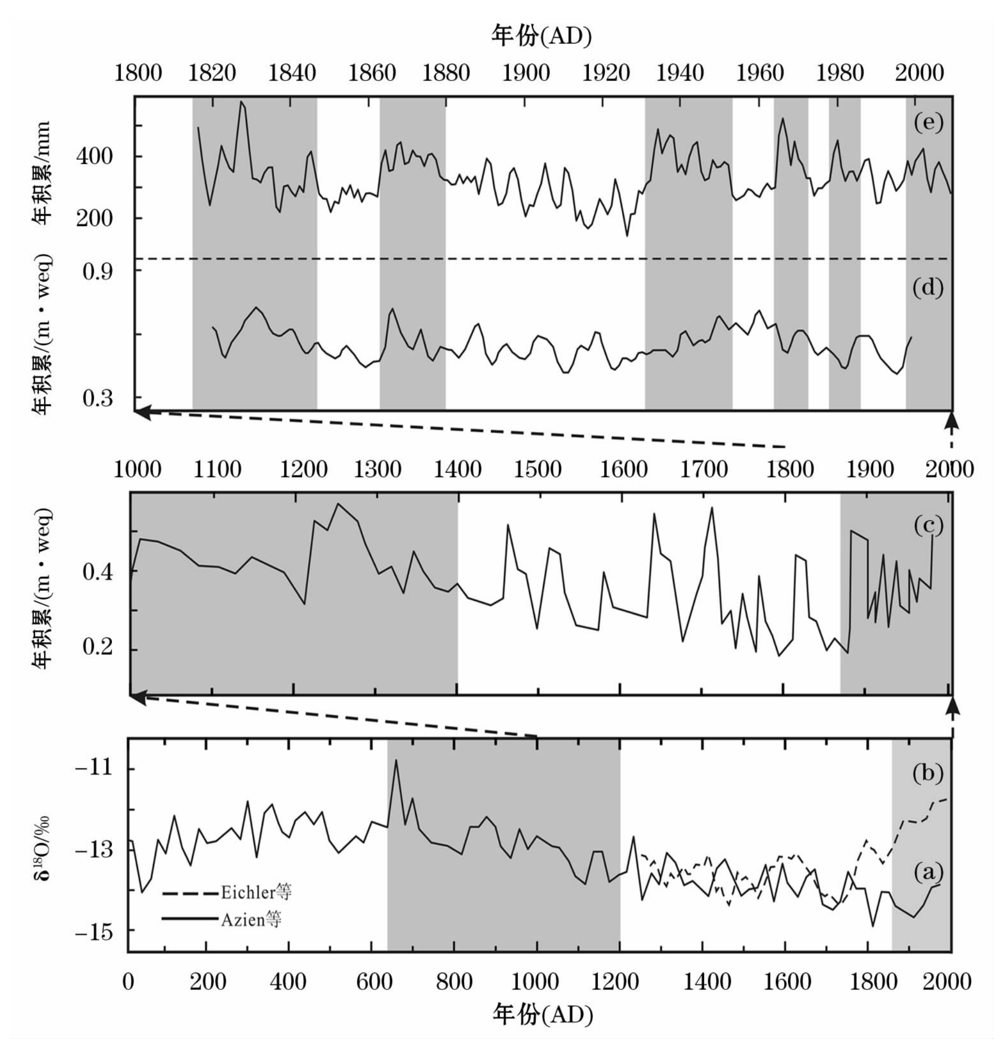
阿尔泰山北部树轮重建的降水序列仅覆盖了过去200 a[28-30],其树轮序列相关信息见表2。Sidorova等[28-29]利用西伯利亚落叶松树轮碳氧同位素重建了阿尔泰山北部7—8月的降水量(图6a)。结果显示1830年前降水量较多,1830—1880年降水量逐渐下降,之后持续了近10 a的高降水量时段,随后降水量出现明显的下降。Shah等[30]发现,松树树轮宽度对8月至翌年7月降水的解释方差达到56%。重建结果显示,最干旱年份出现在1910—1914年、1938—1946年、1955—1960年,最湿润年份出现在1969—1973年、1993—1997年、2000—2004年(图6b)。值得强调的是:第一,图6a和图6b的重叠部分(即1880—2000年)的变化趋势基本一致;第二,图6a显示,过去200 a降水量最高出现在1800—1830年。

4 过去2 000 a气候变化的冰芯记录

冰芯研究始于20世纪50年代,研究多集中在南极冰盖和格陵兰冰盖。我国冰芯研究始于20世纪80年代末,主要集中在青藏高原及毗邻地区。而阿尔泰山冰芯研究起步较晚,2000年Oliver等在Belukha冰川钻取了长约140 m的冰芯,揭开了阿尔泰山冰芯研究的序幕。迄今为止阿尔泰山北部冰芯钻取点主要集中在2个位置(Belukha冰川和Tsambagarav冰川),其详细信息见表3。

Eichler等[31]通过火山灰层和冰川运动流模型定年建立了冰芯的年代模式,将阿尔泰山冰芯记录扩展至过去1250年。冰芯$\delta^{18}O$记录的3—11月气温揭示了低温时段出现在1300年、1450—1550年、1700年、1840年、1930年,正好对应着太阳活动最小值(Wolf、Sporer、Maunder、Dalton、Gleissberg)(图7b)。需要提及的是,1600—1670年出现高森林火灾,这主要与1550—1600年高温和低降水导致的干旱化有关[39]。自1850年以来冰芯$\delta^{18}O$真实地记录了工业革命以来全球气温的上升[31]。从定量化数据可以看出,自小冰期最冷阶段以来气温持续增加了约(2.5±1.7)℃,这种增温幅度远高于其他代用指标所重建的北半球气温变化[40]。Aizen等[32]基于氧同位素将冰芯记录的气温扩展至过去2 000 a(图7a)。该气温曲线较好地记录了过去2 000 a以来重要的气候事件,包括罗马最适宜期、黑暗时代冷期、中世纪暖期和小冰期,而现代暖期没有被记录到,可能与当前变暖背景下冰川消融水的下渗有关[32]。

此外,阿尔泰山北部冰川积累量重建也取得了一些成果。例如,Belukha冰芯记录了过去1000 a的积累量变化[32](图7c),结果显示中世纪暖期(1000—1400年)冰川积累量是高的,随后冰川积累量呈现逐渐下降的趋势,小冰期末期(1800—1860年)积累量最小。自1860年以来冰川积累量有一定程度的增加。欣喜的是,过去200 a的冰川积累量变化被短序列的冰芯(Belukha和Tsambagarav)详细记录到了[33,40](图7d,图7e)。尽管这2个冰芯积累量存在差别,但其波动趋势基本一致。详细来说,高积累时段出现在1810—1845年、1860—1880年和1930—1990年;低积累时段出现在1845—1860年、1880—1930年、1990年以来。不同之处在于Tsambagarav冰川在1930年初积累量快速增加、



注:(a)和(b)Belukha 冰芯 δ18O 记录的 2 000 a 气温[32]和 750 a 气温[31];(c)Belukha 冰芯重建的过去 1 000 a 冰川年积累[32];(d)Belukha 冰芯重建的过去 200 a 冰川年积累[40];(e)Tsambagarav 冰芯重建的过去 200 a 冰川年积累[33]。

图 7 阿尔泰山北部冰芯记录的环境信息

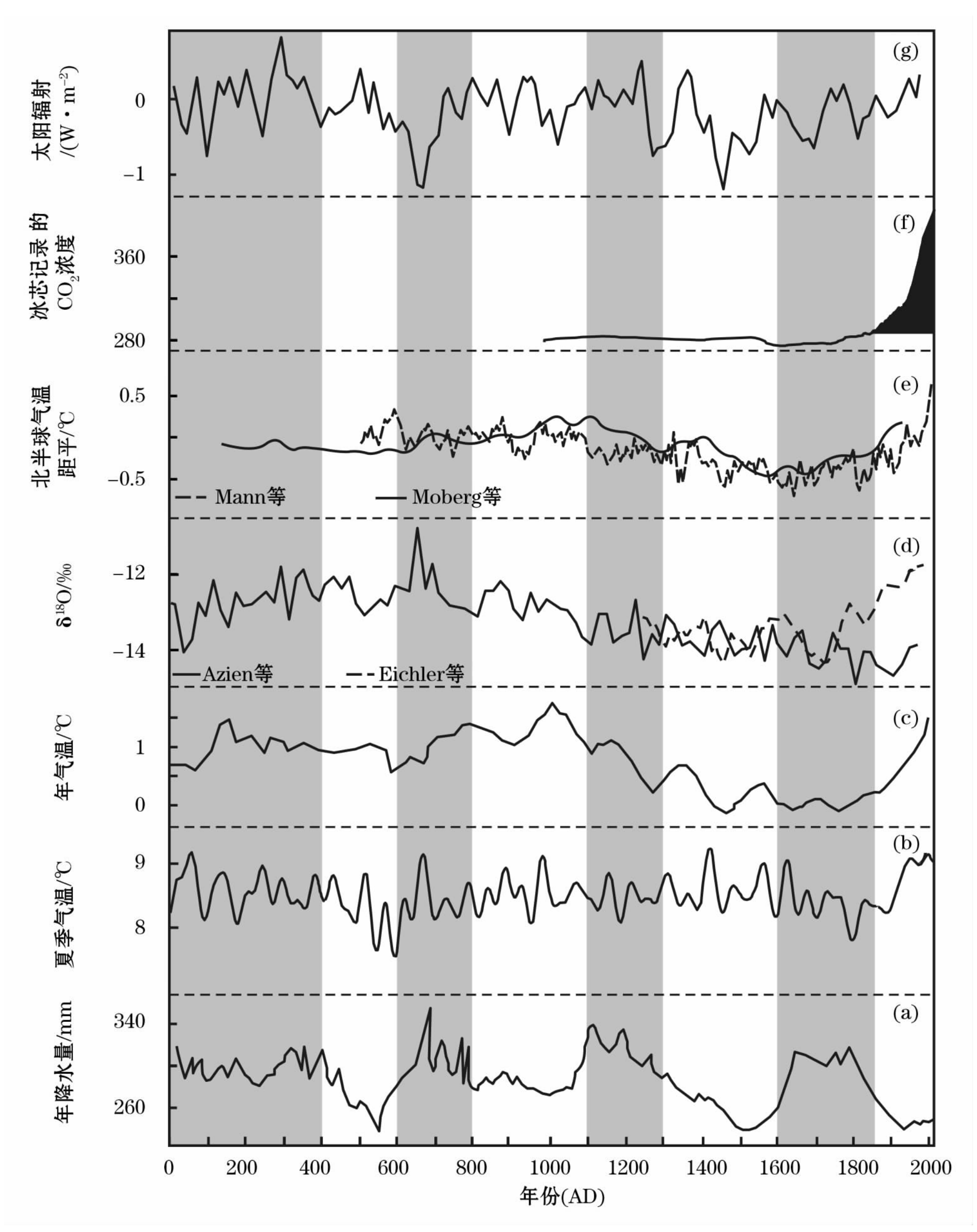
Fig. 7 Ice core-recorded Environmental Information in the North Altay Mountains

1950 年出现明显的下降,而 Belukha 冰川在 1930 年积累量出现缓慢增加,没有记录到 1950 年的明显下降。

5 对比与讨论

通过对比阿尔泰山树轮[26]、Teletskoye 湖[17-19]、Belukha 冰芯[31-32]记录的过去 2 000 a 气温变化发现,虽然这些记录揭示了不同季节气温变化(树轮:6—7 月气温,湖芯:年气温,冰芯:3—11 月气温),但是它们都十分相像(图 8b,8c,8d),而且阿尔泰山北部气温变化也积极响应了北半球气温[41-42](图 8e)。它们均较好地记录了过去 2 000 a 重要的气候事件,包括罗马最适宜期、黑暗时代冷期、中世纪暖期、小冰期和现代暖期。此外,由太阳活动主控的太阳辐射变化是过去 2 000 a 阿尔泰山北部气温变化的主导因素[43](图 8f),过去 150 a 大气 CO_2 的增加是现代暖期(自 1860 年以来)升温的主导因素[44](图 8g)。

阿尔泰山北部 Shira 湖的年降水重建显示,高降水时段出现在 0—450 年、600—800 年、1050—1300 年、1650—1860 年,低降水时段出现在 450—600 年、800—1050 年、1300—1650 年、1860—2000 年(图 8a)。将此年降水量曲线和气温曲线进行对比发现,阿尔泰山北部过去 2 000 a 气候变化并没有表现出冷湿—暖干的组合模式(图 8)。详细来说,0—400 年是暖湿的,400—600 年是冷干的,600—800 年是暖湿的,800—1050 年是暖干的,1050—1300 年是暖湿的,1300—1600 年是冷干的,1600—1860 年是冷湿的,1860年至今是暖干的。这种冷暖/干湿



注:(a)Shira 湖定量重建的年降水量曲线[19];(b)树轮重建的夏季气温[26];(c)Teletskoye 湖孢粉指标重建的年气温[18];(d)Belukha 冰芯重建的 3—11 月气温曲线[31-32];(e)北半球气温距平[41-42];(f)冰芯记录的 CO_2 浓度变化[44];(g)太阳辐射[43]。

图 8 阿尔泰山北部过去 2 000 a 气候资料对比

Fig. 8 Compared results of climatic records in the past 2 000 years in the North Altay Mountains

变化与 Chen 等[45]综述结果是不一致的。他们指出中亚干旱区(包括阿尔泰山)过去 1 000 a 气候经历了“暖干—冷湿”模式。最新发表的两套资料进一步支持了阿尔泰山北部的研究结果。第一套资料来自巴音布鲁克盆地的湖芯,结果揭示了过去 2 000 a 气候经历了冷湿的黑暗时代冷期(300—600 年)和小冰期(1300—1870 年)、暖干的中世纪暖期(700—1270 年)[46]。第二套资料来自吉尔吉斯斯坦的石笋记录,结果揭示气候经历了暖干(1000—1300 年)、暖湿(1300—1500 年)、冷干(1500—1850 年)[47]。可见,如果用“更长远的时间和更细化的眼光”去考察的话,过去 2 000 a 来气温和降水的组合并不支持所谓的“暖干—冷湿”水热配置模式。但还需要更多具有更高分辨率序列(特别是树轮和冰芯资料)和相关气候驱动机制分析的支持。

6 存在的问题

(1)阿尔泰山北部湖泊沉积中的地球化学指标存在着解译问题。例如 Sr/Rb 值主要指示源区被淋

溶的程度,不仅反映了流域内相应时期降水量的高低,也反映了控制淋溶行为的气温变化。但是在湖泊沉积物中很难将降水量与气温的信号区分开来。同时,地球化学指标的来源不仅与湖泊流域的物理和化学风化有关,也与湖泊内部的物理化学平衡过程相关,如仅考虑 Br 含量、湖泊生产力和气温之间的相关性,将 Br 含量作为区域气温的指示剂是完全不够的。因此,后续的地球化学指标解译应当考虑沉积物与水体之间的物理化学平衡过程。

(2) 阿尔泰山北部树轮记录将区域夏季气温延伸至过去 2 000 a,这为预测区域未来气温变化情形提供了很好的基础数据。众所周知,在中亚干旱区(包括阿尔泰山)降水是区域居民生活和维持生态环境的最重要保障,但是降水的重建仅扩展至过去 200 a,这大大限制了我们对未来降水变化情形的预测。因此,需要借助树轮记录延长区域降水变化历史,相应地不同季节的气温和降水重建也是非常有必要关注的。

(3) 已发表的 Belukha 冰芯(俄罗斯阿尔泰)、Tsambagarav 冰芯(蒙古阿尔泰)和 Grigoriev 冰芯(西天山),均由于定年的问题未能建立完整的可与古里雅冰芯相媲美的长时间序列,问题的关键在于冰芯测年的准确性。

(4) 过去 2 000 a 来阿尔泰山北部气温冷暖和降水多寡的组合特征并没有呈现出中亚干旱区的“冷湿—暖干”组合模式。关于水热组合特征的定论需要更多更高分辨率定量重建资料的支持。

致谢　感谢冯兆东教授对本文提出的宝贵意见。

参考文献(References):

〔1〕 Wanner H, Beer J, Bütikofer J, et al. Mid-to Late Holocene climate change: An overview〔J〕. Quaternary Science Review, 2008, 27(19-20): 1 791-1 828.

〔2〕 PAGES 2k Consortium. Continental-scale temperature variability during the past two millennia〔J〕. Nature Geoscience, 2013, 6: 339-346.

〔3〕 张东良, 兰波, 杨运鹏. 不同时间尺度的阿尔泰山北部和南部降水对比研究〔J〕. 地理学报, 2017, 72(9): 1 569-1 579. 〔Zhang Dongliang, Lan Bo, Yang Yunpeng. Comparison of precipitation variations at different time scales in the Northern and Southern Altai Mountains〔J〕. Acta Geographica Sinica, 2017, 72(9): 1 569-1 579.〕

〔4〕 Blyakharchuk T A, Wright H E, Borodavko P S, et al. Late glacial and Holocene vegetation changes on the Ulagan high-mountains plateau, Altai Mountains, southern Siberia〔J〕. Palaeogeograpy Palaeoclimatology Palaeoecology, 2004, 209: 259-279.

〔5〕 Blyakharchuk T A, Wright H E, Borodavko P S, et al. Late Glacial and Holocene vegetational history of the Altai Mountains (southwestern Tuva Republic, Siberia)〔J〕. Palaeogeograpy Palaeoclimatology Palaeoecology, 2007, 245: 518-534.

〔6〕 Chen F H, Yu Z C, Yang M L, et al. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history〔J〕. Quaternary Science Review, 2008, 27(3): 351-364.

〔7〕 Chen F H, Jia J, Chen J, et al. A persistent Holocene wetting trend in arid central Asia, with wettest conditions in the late Holocene, revealed by multi-proxy analyses of loess-paleosol sequences in Xinjiang, China〔J〕. Quaternary Science Review, 2016, 146: 134-146.

〔8〕 Feng Z D, Sun A Z, Abdusalih N, et al. Vegetation changes and associated climatic changes in the Southern Altai Mountains within China during the Holocene〔J〕. Holocene, 2017, 27(5): 683-693.

〔9〕 Li Y, Qiang M, Zhang J, et al. Hydroclimatic changes over the past 900 years documented by the sediments of TiewaikeLake, Altai Mountains, Northwestern China〔J〕. Quaternary International, 2017, 452: 91-101.

〔10〕 Liu X Q, Herzschuh U, Shen J, et al. Holocene environmental and climatic changes inferred from Wulungu Lake in Northern Xinjiang, China〔J〕. Quaternary Research, 2008, 70: 412-425.

〔11〕 Long H, Shen J, Chen J, et al. Holocene moisture variations over the arid central Asia revealed by a comprehensive sand-dune record from the central Tianshan, NW China〔J〕. Quaternary Science Review, 2017, 174: 13-32.

〔12〕 Ran M, Feng Z D. Holocene moisture variations across China and driving mechanisms, a synthesis of climatic records〔J〕. Quaternary International, 2013, 313-314: 179-193.

〔13〕 Wang W, Feng Z D. Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas, A synthesis of climatic records〔J〕. Earth-Science Reviews, 2013, 122: 38-57.

〔14〕 Zhang D L, Yang Y P, Lan B. Peat humification-and δ^{13}Ccellulose-recorded warm-season moisture variations during the past 500 years in the southern Altai Mountains within Northern Xinjiang of China〔J〕. Journal of Mountain Science, 2017, 14(11): 2 200-2 211.

〔15〕 Zhilich S, Rudaya N, Krivonogov S, et al. Environmental dynamics of the Baraba forest-steppe (Siberia) over the last 8 000 years and their impact on the types of economic life of the population〔J〕. Quaternary Science Review, 2017, 163: 152-161.

〔16〕 Zhang Y, Meyers P A, Liu X Y, et al. Holocene climate changes in the central Asia mountain region inferred from a peat sequence from the Altai Mountains, Xinjiang, Northwestern China〔J〕. Quaternary Science Review, 2016, 152: 19-30.

〔17〕 Rudaya N, Tarasov P, Dorofeyuk N, et al. Holocene environments

and climate in the Mongolian Altai reconstructed from the Hoton-Nur pollen and diatom records, a step towards better understanding climate dynamics in Central Asia[J]. Quaternary Science Review, 2009, 28:540 – 554.

[18] Darin A V, Kalugin I A, Maksimov M A, et al. Reconstructing the levels of Lake Shira over the last 1 500 years with an annual time scale based on data from X-Ray fluorescence microanalysis using beams of synchrotron radiation[J]. Bulletin of the Russian Academy of Sciences, 2015, 79(1):126 – 130.

[19] Kalugin I, Darin A, Rogozin D, et al. Seasonal and centennial cycles of carbonate mineralisation during the past 2 500 years from varved sediment in Lake Shira, South Siberia[J]. Quaternary International, 2013, 290/291:245 – 252.

[20] Hildebrandt S, Muller S, Kalugin I A, et al. Tracing the North Atlantic decadal-scale climate variability in a late Holocene pollen record from Southern Siberia[J]. Palaeogeography Palaeoclimatolology Palaeoecology, 2015, 426:75 – 84.

[21] Babich V V, Rudaya N A, Kalugin I A, et al. Complex use of the geochemical features of bottom deposits and pollen records for paleoclimate reconstructions (with Lake Teletskoe, Altai Republic, as an example)[J]. Contemporary Problems of Ecology, 2015, 8(4): 405 – 413.

[22] Kalugin I A, Daryin A V, Babich V V. Reconstruction of annual air temperatures for three thousand years in Altai region by lithological and geochemical indicators in Teletskoe lake sediments[J]. Doklady Earth Sciences, 2009, 426:681 – 684.

[23] Rudaya N, Nazarova L, Novenko E, et al. Quantitative reconstructions of mid-to late holocene climate and vegetation in the north-eastern Altai mountains recorded in lake teletskoye[J]. Global and Planetary Change, 2016, 141:12 – 24.

[24] Ovtchinnikov D, Adamenko M, Panushkina I. A 1105 – year tree-ring chronology in Altai region and its application for reconstruction of summer temperatures[J]. Geolines, 2000, 11:121 – 122.

[25] Panyushkina I P, Ovchinnikov D V, Adamenko M F. Mixed response of decadal variability in larch tree-ring chronologies from upper tree-lines of the Russian Altai[J]. Tree-Ring Research, 2005, 61(1):33 – 42.

[26] Myglan V S, Zharnikova O A, Malysheva N V, et al. Constructing the tree-ring chronology and reconstructing summertime air temperatures in Southern Altai for the last 1 500 years[J]. Geography Nature Research, 2012, 33:22 – 30.

[27] Myglan V S, Oidupaa O C, Vaganov E A. A 2 367 – year tree-ring chronology for the Altai-Sayan region (Mongun-Taiga Mountain Massif)[J]. Archaeology, Ethnology and Anthropology of Eurasia, 2012, 40(3):76 – 83.

[28] Sidorova O V, Saurer M, Myglan V S, et al. A multi-proxy approach for revealing recent climatic changes in the Russian Altai[J]. Climate Dynamics, 2012, 38:175 – 188.

[29] Sidorova O V, Siegwolf R T W, Myglan V S, et al. The application of tree-rings and stable isotopes for reconstructions of climate conditions in the Russian Altai[J]. Climate Change, 2013, 120(1 – 2):153 – 167.

[30] Shah S K, Touchan R, Babushkina E, et al. August to July precipitation from tree rings in the forest-steppe zone of Central Siberia (Russia)[J]. Tree-Ring Research, 2015, 71(1):37 – 44.

[31] Eichler A, Oliver S, Henderson K, et al. Temperature response in the Altai region lags solar forcing[J]. Geophysics Research Letters, 2009, 36:L01808.

[32] Aizen E M, Aizen V B, Takeuchi N, et al. Abrupt and moderate climate changes in the mid-latitudes of Asia during the Holocene[J]. Journal of Glacier, 2016, 62(233):411 – 439.

[33] Herren P A, Eichler A, Machguth H, et al. The onset of Neoglaciation 6 000 years ago in Western Mongolia revealed by an ice core from the Tsambagarav mountain range[J]. Quaternary Science Reviews, 2013, 69:59 – 68.

[34] Aizen E M, Aizen V B, Melack J M, et al. Precipitation and atmospheric circulation patterns at mid-latitudes of Asia[J]. International Journal of Climatology, 2001, 21:535 – 556.

[35] Bothe O, Fraedrich K, Zhu X. Precipitation climate of Central Asia and the large-scale atmospheric circulation[J]. Theoreticaland Applied Climatology, 2012, 108(3 – 4):345 – 354.

[36] Büntgen U, Myglan V S, Ljungqvist F C, et al. Cooling and societal change during the Late Antique Little Ice Age from 536 to around 660 AD[J]. Nature Geoscience, 2016, 9(3):231 – 236.

[37] D'Arrigo R, Jacoby G, Frank D, et al. 1 738 years of Mongolian temperature variability inferred from a tree-ring record of Siberian pine[J]. Geophysics Research Letter, 2001, 28:543 – 546.

[38] Kharuk V I, Im S T, Dvinskaya M L, et al. Climate-induced mountain tree-line evolution in Southern Siberia[J]. Scandinavian Journal of Forest Research, 2010, 25:446 – 454.

[39] Eichler A, Tinner W, Brütsch S, et al. An ice-core based history of Siberian forest fires since AD 1250[J]. Quaternary Science Reviews, 2011, 30(9):1 027 – 1 034.

[40] Henderson K A, Laube A, Gaggeler H W, et al. Temporal variations of accumulation and temperature during the past two centuries from Belukha ice core, Siberian Altai[J]. Journal of Geophysical Research, 2006, 111:D03104.

[41] Mann M E, Zhang Z H, Rutherford S, et al. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and medieval climate anomaly[J]. Science, 2009, 326(5 957):1 256 – 1 260.

[42] Moberg A, Sonechkin D M, Holmgren K, et al. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low-and high-resolution proxy data[J]. Nature, 2005, 433:613 – 617.

[43] Steinhilber F, Abreu J A, Beer J, et al. 9 400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings[J]. Preceding of the National Academy Science, 2012, 109:5 967 – 5 971.

[44] Robertson A, Overpeck J, Rind D, et al. Hypothesized climate forcing time series for the last 500 years[J]. Journal of Geophysical Research: Atmosphere, 2001, 106(D14):14 783 – 14 803.

[45] Chen F H, Chen J H, Holmes J, et al. Moisture changes over the

last millennium in arid Central Asia: A review, synthesis and comparison with monsoon region [J]. Quaternary Science Reviews, 2010, 29: 1 055 – 1 068.

[46] Lan J, Xu H, Sheng E, et al. Climate changes reconstructed from a glacial lake in high Central Asia over the past two millennia [J]. Quaternary International, 2018, 487: 43 – 53.

[47] Fohlmeister J, Plessen B, Dudashvili A S, et al. Winter precipitation changes during the medieval climate anomaly and the Little Ice Age in arid Central Asia [J]. Quaternary Science Reviews, 2017, 178: 24 – 36.

Synthesized Climate Change in the North Altay Mountains in the Past 2 000 Years

ZHANG Dong-liang[1,2], LI Yin-bo[3], YANG Yun-peng[1], LAN Bo[4]

(1. *Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Sciences, Urumqi* 830011, *Xinjiang, China*;
2. *Research Center for Ecology and Environment in Central Asia, Chinese Academy of Sciences, Urumqi* 830011, *Xinjiang, China*;
3. *College of Resources and Environment, Xinjiang University, Urumqi* 830046, *Xinjiang, China*;
4. *School of Environmental and Chemical Engineering, Chongqing Three Gorges University, Chongqing* 404000, *China*)

Abstract: This study firstly reviewed the achievements about climate change in the north Altay Mountains over the past 2 000 years, and then summarized the geographical consistency of climate information contained in these documents. Mutil-proxies (lake cores, tree rings and ice cores) recorded the five important climatic events in the Northern Hemisphere, including the Roman Optimum (0 – 400 AD), Dark Age Cold Period (400 – 600 AD), Medieval Warm Period (800 – 1200 AD), Little Ice Age (1400 – 1860 AD), and recent warming period (since 1860 AD). These climatic events were mainly modulated by solar activity-dominated solar radiation variations in the past 2 000 years and recent warming period since 1860 AD, which were largely attributable to an increase of CO_2 concentration in the past 150 years. The precipitation history in the north Altay Mountains over the past 2 000 years indicated that these periods including 0 – 450, 600 – 800, 1050 – 1300, 1650 – 1860 AD were characterized by high precipitation, and those including 450 – 600, 800 – 1050, 1300 – 1650, 1860 – 2000 AD were featured by low precipitation. In addition, the combination of temperature and precipitation in the north Altay Mountains over the past 2 000 years did not supported the “cold-wet and warm-dry” hydrothermal configuration in the arid zone in Central Asia.

Key words: climate change; tree ring; lake core; ice core; Altay Mountains